

## A talaj vízkészletében bekövetkező változás modellezése és becslése különböző termesztett növénykultúrák alatt

SZÁSZ GÁBOR

Agrártudományi Egyetem, Debrecen

Általánosan nem közismert, hogy hazánkban a szántóföldi növények termésének nagyságát — az ökológiai feltételek sajátosságaiból kifolyólag — a vízellátottság mintegy 70%-ban határozza meg. A termikus tényezők szerepe lényegesen kisebb (termikusenergia-ellátottság tekintetében nem szenvedünk hiányt). Tehát a talaj által raktározott vízkészlet, annak időbeli változása nagyon fontos, termést meghatározó ökológiai tényező. Ez a felismerés vezetett bennünket arra, hogy a talaj rétegenkénti nedvességtartalmát — 10 cm-enként — mérés útján határozzuk meg. Az elmúlt 20 év alatt több tízezer mintát vizsgáltunk meg, s az eredmények alapján jól ismerjük a hajdúsági löszhát vízforgalmának alakulását. A mérés technika fejlesztése mellett számítás útján is meghatároztuk a talajban lévő nedvességekészletet. Ennek megvalósítását és eredményeit foglaljuk a következőkben össze.

A talajnedvesség-változás megállapítása egy adott  $z$  rétegre  $t$  idő alatt kétféle módon történhet. A vízháztartási egyenleteket megoldjuk a fizikai determinisztikus modell vagy stochasztikus modell alapján. A fizikai determinisztikus modellek segítségével leírható a nedvesség idő szerinti változása egy kiválasztott rétegben, ha ismertek a főbb talajfizikai jellemzők értékei és az azok közötti kölcsönhatás. E modellek alapegyenlete:

$$\begin{aligned}\frac{\partial W(z, t)}{t} &= \frac{\partial}{\partial z} K \left[ \frac{\partial (W, T)}{\partial z} \right] = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_{\psi} \left( \frac{\partial}{\partial W} \frac{\partial W}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \right] = \\ &= D_{\psi} \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} + D_T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}.\end{aligned}$$

Ebben az egyenletrendszerben

$W$  = a talaj nedvességtartalma ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ );

$z$  = mélység (cm);

$t$  = idő (nap);

$\Psi$  = a rétegben mérhető kapilláris potenciál (atm, Pa stb.);

$T$  = hőmérséklet a  $z$  mélységben;

$K$  = a  $\Psi$ -re, illetve a  $T$ -re vonatkozó diffúziós együttható.

A fenti differenciálegyenlet megoldása nem könnyű, noha erre számos kísérlet történt [1, 4, 5, 7, 8, 9, 11, 13]. A megoldások lényege néhány modellfeltételre vonatkozik, s különösen nehezíti az alkalmazás lehetőségét a különböző termőhelyekre a talajfizikai adottságoknak, a talaj rétegzettségének és a talajvízszint mélységének különbözősége.

A hazai kutatások keretében is folytak hasonló céllal kutatások. KOVÁCS [6] és VARGA-HASZONITS [14] a vízháztartási egyenlet leegyszerűsített formáját alkalmazták a talaj nedvességtartalmának kiszámítására. VÁRALLYAY [15] elméletileg jól megalapozott fizikai elvek alapján állapította meg a különböző talajokra a talajvízszint és a hidraulikus feltételek ( $\Psi$  és  $K$ ) nedvességszabályozó mértékét. A kitűnő összehasonlító kutatás eredményei a nedvességtartalom becslése során hasznos tájékoztatást nyújtanak a paraméterek kiválasztása tekintetében. RAJKAI [10] a talaj nedvességtartalmának ökológiai jelentőségét hangsúlyozza.

E két tényező numerikus hatásának látszólagos kiküszöbölésére nyújt lehetőséget a statisztikai eljárások alkalmazása, melynek keretében a felsorolt fizikai változók ( $t$ ,  $\Psi$ ,  $T$ ,  $W$ ,  $z$ ) valószínűségi változóknak tekinthetők. Az anyagmegmaradás elve a talajban lévő nedvességtartalom esetében az alábbi összefüggéssel írható fel:

$$W = f(\Psi, K, z, T, TET, C, \dots).$$

Ha a függetlenség feltételének teljesülését követeljük meg, úgy a lehetséges változók száma lecsökken. BOHNE [3] lényegében a vízbevitelt jelentő csapadékot és a párolgás egyik feltételét reprezentáló hőmérsékletet vette figyelembe, s regressziós egyenletekkel kísérte meg a talajnedvesség-tartalom kifejezését a különböző időszakokra. A módszer lényege: a talaj nedvességtartalmának megállapítása során a leglényegesebb meghatározó tényezőket valószínűségi változókként kezeljük, s ezeket statisztikailag elemezzük és rendezzük. Ily módon lehetővé válik a nedvességváltozás számszerű megállapítása az egyes meghatározó tényezők kapcsolatának ismerete esetén.

### A számítások elvi alapjai és módszere

A folytonossági tétel alkalmazásával lehetőség nyílik arra, hogy egy tetszőleges mélységű szelvényben lévő víz mennyiségét meghatározzuk. A talaj nedvességtartalmának tekintjük azt a vízmennyiséget, amely a talajfelszín és egy tetszőleges mélységű szelvény alsó zárósíkja között a talaj pórusterében helyezkedik el. A szelvény által raktározott vízmennyiség alulról és felülről korlátos függvénynek írható le, amennyiben elméletileg az nem lehet 0-nál kisebb, illetve a maximális vízkapacitásnál nagyobb. A talaj a víznek hordozó és tározó anyaga, a benne lezajló mozgást hidraulikai tulajdonságok határozzák meg. Ha csupán a fontosabb vízmozgástípusokat különböztetjük meg, akkor az 1. ábrán vázoltak szerint írható le a vízmérleg egyenlete. Ennek alakja a raktározott vízkészlet változására ( $\Delta R_{0-z}$ ) megoldva:

$$\sum_0^t \Delta R_{0-z} = \left( \sum_0^t C_s + \sum_0^t K_{VMz} \right) - \left( \sum_0^t TET + \sum_0^t S_z \right) \pm \sum_0^t E \quad (\text{mm/idő}), \quad (1)$$

ahol

$\Delta R$  = a raktározott vízkészletben beálló változás;

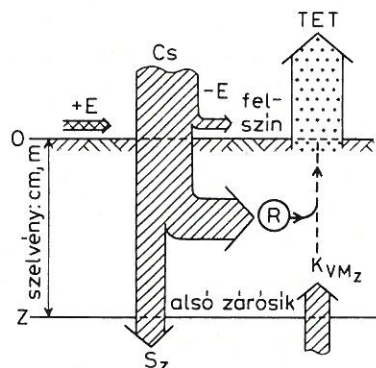
$K_{VMz}$  = a szelvénybe alulról a kapilláris erők útján belépő vízmennyiség;

$TET$  = a tényleges evapotranszpiráció;

$S_z$  = a szelvényből az alsó  $z$  zárósíkon át leszivárgó víz;

$E$  = az el-, illetve hozzáfolyás az előjeltől függő értelemben.

Ennek a fizikai tartalmú egyenletnek megfelelő transzformáció útján előállítható egy olyan változata, amelynek az egyes tagjai *valószínűségi változókként* kezelhetők.



1. ábra

A felső talajréteg vízmérlege főbb összetevőinek vázlata. (Cs: csapadék; TET: evapotranszpiráció; E: elfolyás, hozzáfolyás; R: raktározott vízkészlet;  $S_z$ : szivárgás;  $K_{VM}$ : kapilláris vízelelés.)  
a) szelvény: cm, m; b) felszín; c) alsó zárósík

Ennek szükségét az veti fel, hogy az (1) egyenlet tagjainak számszerű értékét rendkívül nehéz megállapítani, illetve mérni, mivel az idő folyamán igen tág határok között változnak, és a mérés lehetősége legtöbbször csak elvileg áll fenn. Az elmondottak alapján kényszerültünk egy *valószínűségi elvekre épülő modell* kidolgozására. A modell

1. táblázat

**Debreceni (Kismacs) mészlepedékes csernozjom talaj mechanikai összetétele**

(1) Réteg, cm	(2) Sósavas veszteség, ‰	(3) Szemcseátmérő, mm				
		0,5–0,2	0,2–0,1	0,1–0,02	0,02–0,003	<0,002
		‰				
0–10	4,73	0,66	2,54	53,32	17,42	21,33
10–25	4,54	0,49	2,18	52,54	17,47	22,78
25–50	4,13	0,41	2,05	51,65	19,40	22,36
50–75	3,16	0,44	1,88	54,34	19,13	21,05
75–100	2,90	0,38	1,78	55,47	19,65	19,82
100–125	2,71	0,34	1,74	59,61	20,02	15,58

szerkesztése során arra törekedtünk, hogy a  $\Delta R_{0-50} = y$  függő változót 8 napos tartamra állapíthassuk meg. A 8 napos időlépcső választása azzal indokolható, hogy szélsőséges vízforgalmi helyzet nem következik be ez idő alatt, amennyiben a nedvességtartalom a kritikus értéket nem közelíti (minimális vízkapacitás, holtvíztartalom). Amennyiben a veszély előjelei felismerhetők, úgy az elhárítási előkészületek elvégezhetők. A 8 napos időintervallumban nyáron mintegy 20—40 mm-es vízkészletváltozással számolhatunk, ha a szelvény mélysége ( $z$ ) 50 cm.

A vizsgálatok anyagául a Debreceni Agrártudományi Egyetem Agrometeorológiai Obszervatóriumában végzett talajnedvesség-mérési adatok szolgáltak. A megfigyelések 1964—1980 között folytak ún. „természetes gyepfelszín”, valamint a főbb mezőgazdasági növényállományok alatt. A talaj típusa: mészlepedékes csernozjom löszön; fizikai jellemzőit az 1. táblázat foglalja össze. A szóban forgó terület alatti talajvíz mélysége 10 m körüli. A humuszos réteg vastagsága 50—80 cm, a humusztartalom 3—4%. A szelvény felső rétegeiben a térfogattömeg  $1,40 \text{ g/cm}^3$  körüli, míg az 50—100 cm-es rétegekben az átlagérték  $1,35 \text{ g/cm}^3$ .

## A vizsgálatok eredményei

### 1. Az alapösszefüggések bemutatása

A vizsgálatok eredményeként bemutatjuk a  $b_1 \dots b_n$  valószínűségi változókat. Azonos elvek alapján két egyenletet oldottunk meg:

$$\Delta R_{0-50} = f(b_1 \dots b_n)$$

és

$$\Delta R_{0-100} = f(b'_1 \dots b'_n). \quad (2)$$

A  $\Delta R_{0-50}$  egyenlet valószínűségi változói:

$x_1$ : a 0—50 cm-es talajréteg vízkészlete mm-ben egy  $t$  naptári napon ( $t = 1 \dots 365$ );  
jelzés:  $R(t)_{0-50}$ .

$x_2$ : a csapadék összege a  $t$  és  $t+8$  naptári napok között; jelzés:  $\sum_1^8 Cs$ .

$x_3$ : a potenciális evapotranszspiráció összege a  $t$  és  $t+8$  napok között (a szerző által kidolgozott formulával számolva); jelzés:  $\sum_1^8 PE_0$ .

$x_4$ : az 50—100 cm talajréteg nedvességekészlete mm-ben a  $t-8$  időpontban, ez a szivárgási feltételeket határozza meg; jelzés:  $R(t-8)_{50-100}$ .

$x_5$ : a  $t$  és  $t+8$  között lehulló csapadék átlagos intenzitása, mm/óra; jelzés:  $Cs \cdot i$ .

$x_6$ : a 0—50 cm-es réteg nedvességi állapotának kódszáma (0—16); jelzés:  $N\hat{A}_{0-50}$ .

$x_7$ : a talajhőmérséklet átlagértéke  $t$  és  $t+8$  időpont között, 10 cm mélységre vonatkoztatva; jelzés:  $\sum_1^8 T_{a, 10}$ .

$x_8$ : a napsugárzás energiájának összege  $t$  és  $t+8$  időpont között,  $\text{kJ/cm}^2$ ; jelzés:  $\sum_1^8 G$ .

A  $\Delta R_{0-100}$  egyenlet valószínűségi változói:

$x_1$ : a 0—100 cm-es talajréteg vízkészlete mm-ben egy  $t$  naptári napon ( $t=1 \dots 365$ );  
jelzés:  $R(t)_{0-100}$ .

$x_2$ : a csapadék összege a  $t$  és  $t+8$  naptári napok között; jelzés:  $\sum_{i=1}^8 Cs$ .

$x_3$ : a csapadék összege a  $t$  és  $t-8$  naptári napok között; jelzés:  $\sum_{i=1}^{-8} Cs$ .

$x_4$ : a potenciális párolgás összege a  $t$  és  $t+8$  naptári napok között; jelzés:  $\sum_{i=1}^8 PE_0$ .

$x_5$ : a potenciális párolgás összege a  $t$  és  $t-8$  naptári napok között; jelzés:  $\sum_{i=1}^{-8} PE_0$ .

$x_6$ : a csapadékos napok száma; jelzés:  $CsN$ .

$x_7$ : a nedvességi profil karakterisztikájának kódszáma; jelzés:  $NPKar$ .

$x_8$ : a talaj átlaghőmérséklete 50 cm mélységben  $t-8$  és  $t+8$  naptári napok között;  
jelzés:  $\sum_{i=-8}^{+8} T_{a,50}$ .

$x_9$ : a talaj hőmérséklete 10 cm mélységben  $t-8$  és  $t+8$  naptári napok között; jelzés:  
 $\sum_{i=-8}^{+8} T_{a,10}$ .

$x_{10}$ : az évi átlagos ciklus szerinti nedvességekészlet harmonikus analízissel számolva;  
jelzés:  $\dot{A}CN$ .

A potenciális párolgás ( $PE_0$ ) értéke az alábbi módon állapítható meg:

$$PE_0 = n[0,0054(T+21)^2 \cdot (1-RN)^{2/3}] \quad (\text{mm/idő}),$$

ahol

$n$  = a napok száma;

$T$  = a napi középhőmérséklet;

$RN$  = a napi átlagos telítési arány

A 2. táblázatban közölt paraméter-rendszer alapján regressziós és korrelációs analízissel, majd faktor-analízissel meghatároztuk a valószínűségi változók fontosságát. A vizsgálatokat 178 egymástól független mintán végeztük el, s elemeztük a valószínűségi változók idő szerinti függetlenségi feltételeit. Amint az utóbbi összeállításból kitűnik, a talajnedvesség változása és a különböző valószínűségi változók közötti kapcsolat rendkívül eltérő. Ennek ellenére — a fizikai érvek elfogadásával — nem hagytunk el egyetlen feltételezett fontosságú változót sem.

Így a számítógépes úton végzett lineáris regressziós analízissel az alábbi egyenletekhez jutottunk:

$$\begin{aligned} (\Delta R)_{0-50} = & 28,839 + 0,849 x_1 + 0,714 x_2 + 0,089 x_3 + \\ & + 0,057 x_4 - 0,773 x_5 - 1,377 x_6 - 0,848 x_7 - \\ & - 0,176 x_8 \quad (\text{mm/8 nap}); \end{aligned} \quad (3/a)$$

$$\begin{aligned} (\Delta R)_{0-100} = & 42,789 + 0,684 x_1 + 0,776 x_2 + 0,172 x_3 - \\ & - 0,269 x_4 + 0,240 x_5 + 1,352 x_6 + 1,619 x_7 - \\ & - 1,420 x_8 + 0,155 x_9 + 0,077 x_{10} \quad (\text{mm/8 nap}). \end{aligned} \quad (3/b)$$

Annak a kérdésnek eldöntéséhez, hogy milyen pontosságú az illesztés, a totális korrelációs együtthatót, illetve a determinációs faktort ( $B$ ) használjuk. Ezek az alábbiak:

$(\Delta R)_{0-50}$ : totális korrelációs együttható = 0,923;  $B = 0,851$ .

$(\Delta R)_{0-100}$ : totális korrelációs együttható = 0,890;  $B = 0,790$ .

A fenti adatok alapján az esetek 85, illetve 79%-a számítható az egyenletek segítségével. E számítások adják azokat az elvi alapokat, amelyek a gyakorlatilag hasznosítható eredményekhez vezetnek. Ezeknek az összefüggéseknek a szorosságát elemeztük a különböző években, figyelembe véve a szélsőséges meteorológiai helyzeteket.

## 2. táblázat

A 8 nap alatti nedvességtartalom változása ( $\Delta R$ ) és az azt meghatározó tényezők kapcsolata

$\Delta R_{0-50}$		$\Delta R_{0-100}$	
(1) Változó	(2) $r$	(1) Változó	(2) $r$
$x_1 = R(t)_{0-50}$	0,844	$x_1 = R(t)_{0-100}$	0,836
$x_2 = \sum_1^8 Cs$	0,331	$x_2 = \sum_1^8 Cs$	0,280
$x_3 = \sum_1^8 PE_0$	-0,348	$x_3 = \sum_1^{-8} Cs$	0,184
$x_4 = R(t-8)_{50-100}$	0,427	$x_4 = \sum_1^8 PE_0$	-0,295
$x_5 = Cs \cdot i$	-0,090	$x_5 = \sum_1^{-8} PE_0$	-0,365
$x_6 = N\dot{A}_{0-50}$	0,823	$x_6 = CsN$	0,352
$x_7 = \sum_1^8 T_{a,10}$	-0,459	$x_7 = NPKar$	0,334
$x_8 = \sum_1^8 G, kJ$	-0,228	$x_8 = \sum_{-8}^{+8} T_{a,50}$	-0,501
		$x_9 = \sum_{-8}^{+8} T_{a,10}$	-0,429
		$x_{10} = \dot{A}CN$	

## 2. Az alapösszefüggések általánosítása

A talaj nedvességtartalmának becslése során két alapvető feladat merült fel: a) az időbeli extrapoláció megoldása; b) a térbeli extrapoláció lehetőségének keresése. Vizsgálataink során az előbbi megoldásának problematikáját vizsgáltuk. Véleményünk szerint az időbeli extrapoláció a legfontosabb feladat valamely termőhely



sajátosságának megítélésénél. Az agronómiai beavatkozások által módosított hidrológiai folyamatok — mint ökológiai tényezők — hazánkban igen fontos szerepet játszanak, s korábbi vizsgálataink szerint a termések alakulását mintegy 70%-ban határozzák meg a vízellátottsági feltételek. Ez a magyarázata annak, hogy a talajnedvesség-tartalom változásának időbeli alakulását is a meteorológiai elemektől tettük függővé számításaink során. A (3/a) és (3/b) egyenletek segítségével mintegy 15—

3. táblázat

**A vizsgált szelvény nedvességtartalma 8 nap alatti változásának számított és mért értékei közötti eltérések százalékos eloszlása ( $n=178$ )**

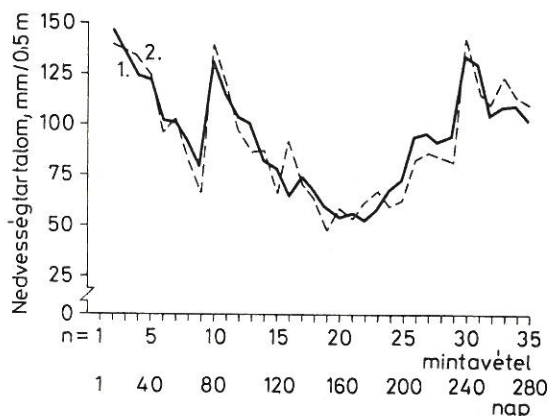
(1) Mért és számított érték különbsége	(2) Gyakorisági százalék	
	0—50 cm	0—100 cm
< 5 mm	45	26
$\pm 6 - \pm 10$ mm	27	15
$\pm 11 - \pm 20$ mm	21	29
$\pm 21 - \pm 30$ mm	6	16
$\pm 31 - \pm 40$ mm	1	8
> $\pm 40$ mm	—	6
a) Összesen	100%	100%

—20%-os pontossággal becsülhetjük a vizsgált szelvény nedvességtartalmának 8 nap alatti változását. A számított és mért értékek közötti eltérések százalékos eloszlását a 3. táblázat szemlélteti a saját minta alapján. Az adatok egyértelműen bizonyítják, hogy mindkét egyenlet azonos pontossággal reprodukálja a nedvességtartalomban beállott változást. Az általunk számított egyenletek használata ott javasolható, ahol a talaj agyagtartalma 30% körüli, továbbá a felső talajrétegekben vízzáró réteg nem helyezkedik el, végül a talajvíz mélysége rendszeresen 4 m alatt marad. A felsorolt feltételek a löszháti csernozjom talajokra jellemzőek.

Az eredmények értékeléséhez az ábrák adnak eligazítást. Az 1. ábra azt az alapelvet szemlélteti, melynek alapján a fizikai egyenlet szerint figyelembe veendő tagokat kell felsorolnunk. Az ábrán tüntettük fel azokat az összetevőket, amelyek a vízháztartás legnagyobb arányú komponenseit foglalják magukba. Feladatunk a vázolt fizikai egyenlet sztochasztikus egyenletté való transzformálása volt, ennek eredményét a 2. ábra szemlélteti. Megítélésünk szerint a mért és számított értékek párhuzama igen jó, *a különbség nem nagyobb, mint magának a talajnedvesség-mérésnek a hibája*. A 2. ábrán a folyamatosan mért és a számított értékek párhuzama látható. A 3. ábra az év folyamán mért, valamint a március 8-án mért nedvességtartalom alapján számított értékeknek a vegetációs időszak alatti lefutását ábrázolja 1970-ben és 1973-ban. A 2. és 3. ábrán a számított és mért értékeket tüntettük fel;  $n=0$  esetén csak számított érték áll rendelkezésre. Az  $n=1$  eset a vizsgálati periódus 8. napjára vonatkozik, ezért a mért és számított érték nem azonos.

Megítélésünk szerint a számított érték jól reprezentálja a mérés szerinti nedvességváltozást; ebből arra következtethetünk, hogy elegendő a talaj nedvességtartalmát tavasszal megfelelő pontossággal megállapítani, utána számítás segítségével becsülhetjük a beálló változást az *egész tenyészidőszak alatt*.

További kérdés az, hogy miként vehető figyelembe a különböző növényállományok nedvességmódosító hatása. Ennek megválaszolására korábbi vizsgálataink



2. ábra

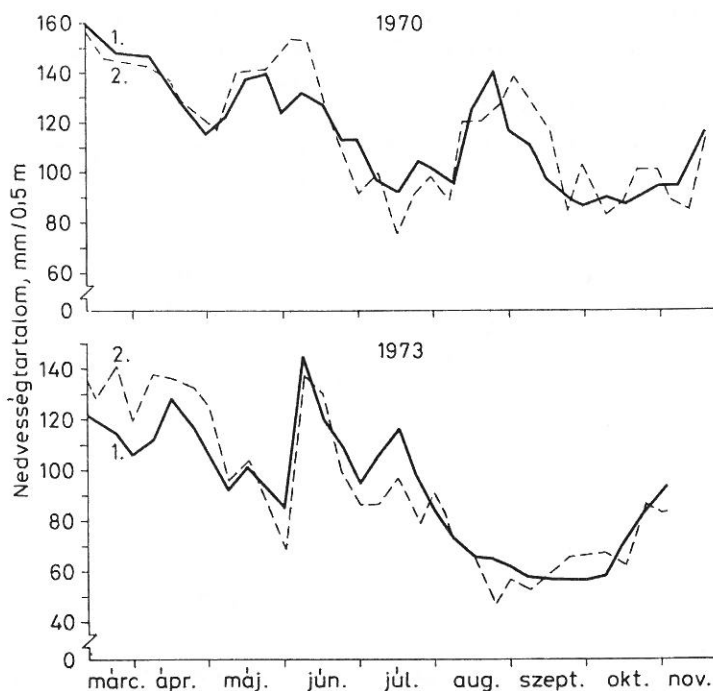
A talajnedvesség folyamatosan mért és folyamatosan számított értéke 1965-ben. 1. Minta szerint mért érték; 2. 8 naponként számított érték. Vízszintes tengely: mintavételek száma ( $n$ ) és napok száma. Függőleges tengely: nedvességtartalom, mm/0,5 m

eredményeit használjuk fel. A különböző növényállományok vízfogyasztás-dinamikája miatt a talajnedvesség változása mintegy  $+10 - -20\%$ -os arányú eltéréssel követi a referencia-érték alakulását. Ezt a változást figyelembe kell venni százalékosan, s ennek alapján megállapítható a növényállományok talajnedvesség-módosító hatása.

Az ún. „természetes felszín” és a különböző termesztett növények vízfogyasztása eltérő, ennek következtében a talajfelszín alatti  $0 - z$  réteg nedvességtartalma is eltérő. A különbséget elsősorban a növény vízigény-dinamikája határozza meg, de jelentős az elővetemény és az alkalmazott agrotechnika hatása is [10]. Az említett okok folytán a különböző termesztett növényállományok alatti talajnedvesség-tartalom és a mintaterületen mért értékek között különbség alakul ki. A különbségek időbeli változását a növényzet vízfelvételének dinamikája határozza meg. A termesztett növények (búza, kukorica, cukorrépa, lucerna) talajának nedvességtartalma és a rendszeresen nyírt gyepek alatti talajnedvesség-tartalom eltér egymástól, a különbség a tenyészidőszak előrehaladtával fokozódik. A maximális eltérés a legintenzívebb vízfelvételi időszakot követően alakul ki. Később a különbségek mérséklődnek, mivel a mélyebb talajrétegekből a kialakult kapilláris potenciál gradiensek megfelelő vízmennyiség jut a kiszáradt felsőbb rétegekbe. Az említett folyamat jelentősége azért nagy, mivel a hulló csapadék mennyisége és az evapotranszpiráció mértéke közel azonos.

A mérési eredmények elemzése során megállapítást nyert, hogy a vízfogyasztás maximumának kialakulása és a kiszáradásbeli különbségek időben nem esnek egybe: a legnagyobb kiszáradásbeli különbség a maximális vízfogyasztás idejét követően mintegy





3. ábra

A talajnedvesség — folyamatosan mért és március 8-án mért érték alapján, a (3/a) egyenlettel számított — változása 1970-ben és 1973-ban. 1. Mért érték. 2. Számított érték. Vízszintes tengely: hónapok. Függőleges tengely: nedvességtartalom, mm/0,5 m

10—20 nap késéssel alakul ki. E felismerés indokolja, hogy a különböző növényállományok tényleges evapotranszpirációjának a „természetes gyepfelszín” evapotranszpirációjához viszonyított értéke bemutatásra kerüljön. Valamely természetes növényállomány vízfogyasztása ( $TET_N$ ) az alábbi összefüggés alapján becsülhető:

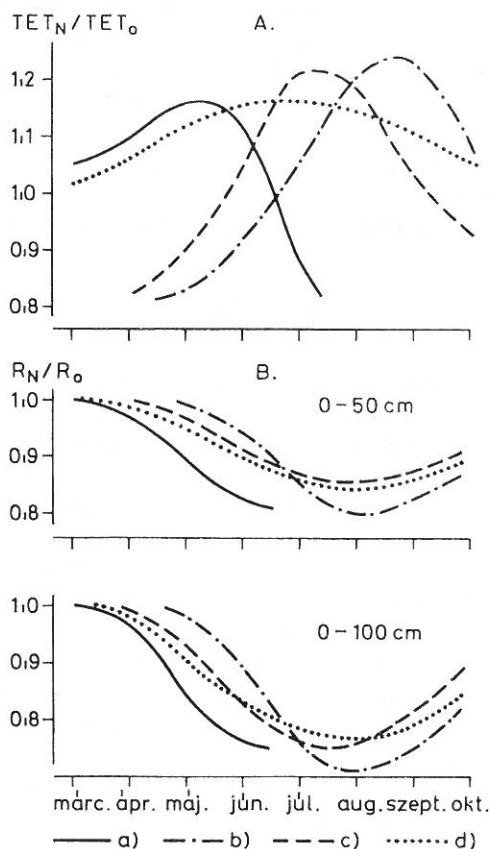
$$TET_N = k_E \cdot TET_0,$$

ahol  $TET_0$  = a „természetes gyepfelszín” evapotranszpirációja,  $k_E$  = az evapotranszpiráció arányosító együtthatója. Az utóbbi átlagos értékének időbeli változását mutatja be a 4. ábra mintegy 12 évi mérések alapján. A  $k_E$ -értékek szerint tipikus különbségek bekövetkezésére lehet számítani. Hangsúlyozni kell, hogy a  $k_E$ -értékek egyrészt a talaj nedvességtartalmától, másrészt a levegő párologtató képességétől függenek. Az együttható fogalmilag analóg BLANEY és CRIDDLE [2] ún. növényi állandójával. Azt is hangsúlyoznunk kell, hogy BLANEY és CRIDDLE az „állandót” a vízellátottságtól tette függővé, ezt azonban általában nem veszik figyelembe.

Az említett analógia alkalmazható az állományok alatti talajnedvességtartalomra is a következő formában:

$$TN_N = k_W \cdot TN_0.$$

A  $k_w$ -érték eltérő mélységű talajrétegre értelmezhető. A vizsgálatok 0—50 és 0—100 cm-es mélységű rétegre terjedtek ki, s így a  $k_w$ -értékek is ennek megfelelően érvényesek. A különböző mélységű rétegekre vonatkozó  $k_w$ -értékek növényfaj-specifikus változását a 4. ábra szemlélteti. Ebből világosan kiderül, hogy a nedvességekülönbséget



4. ábra

A. A különböző növényállományok és az alacsony gyepek tényleges evapotranszpirációjának átlagos hányadosa. B. A különböző növényállományok alatti és az alacsony gyepek alatti nedvességtartalom átlagos aránya. a) búza; b) cukorrépa; c) kukorica; d) lucerna. Vízszintes tengely: hónapok

reprezentáló  $k_w$ -értékek maximuma időben bizonyos fáziskésést mutat a  $k_E$ -értékkel szemben. Ez a felismerés egyrészt fontos hidraulikai kérdést érint, mivel a gyökértömeg térbeli kiterjedésének módosulása, és az ozmótikus, valamint a mátrix potenciál mélység szerinti változása eltérő; ezen túlmenően agronómiailag vizsgálandó problémát is felvet, elsősorban a figyelembe veendő talajréteg kiterjedése szempontjából.

A vizsgálatok célkitűzéseinek megfelelően kialakult egy olyan összefüggés, amelynek segítségével a különböző növényállományok alatti talajnedvesség-tartalom az

*agronómiai gyakorlat igényének megfelelő pontossággal becsülhető.* Egyidejűleg a vizsgálatok utalnak azokra a fontosabb kérdésekre, melyek további — elsősorban hidraulikai — elemzéseket igényelnek.

Fontos végül a *határfeltételek megállapítása*. Ellenőrző számításaink szerint az ismertetett alapegyenlet és a növényi állandók érvényesek, ha

- a 0—100 cm-es talajrétegben vízzáró réteg nincs;
- a vonatkoztatott talaj agyagtartalma 28—38% közötti;
- a talajvíz szintje legalább 2—3 m-nél mélyebben van;
- a vonatkoztatott talajréteg és a talajvíz szintje között vízzáró vagy nagy homoktartalmú réteg nem helyezkedik el.

A fentiek szerint a (3/a) és (3/b) formula alapján a talajnedvesség-tartalom értéke (mm/0,5 m; mm/1 m) az alföldi csernozjom talajokon általában jól becsülhető.

### Összefoglalás

Mivel a talaj által raktározott vízkészlet s annak időbeli változása termést meghatározó tényező, az elmúlt 20 év alatt több tízezer, 10 cm-enként vett mintán vizsgáltuk a talajok rétegenkénti nedvességtartalmát, és az adatok alapján megismertük a hajdúsági löszhát vízforgalmának alakulását. A mérés technika fejlesztése mellett számítás útján is meghatároztuk a talaj nedvességgészletét. Vizsgálataink alapján az alábbi összefoglaló megállapításokat tehetjük.

A vízháztartási egyenlet egyes komponenseit meghatározó meteorológiai elemek valószínűségi változókként kezelhetők, mivel az egyes változók idő szerinti tagjai között valószínűségi összefüggés áll fenn.

A főbb valószínűségi változóknak tekintett elemek: csapadék, potenciális párolgás, a csapadék átlagos intenzitása, a talaj hőmérséklete, a napsugárzás energiájának összege, a talaj átlagos nedvességgészletének periodikus változása szerinti nedvességtartalom.

A felsorolt változók és a 0—50 cm, illetve 0—100 cm-es talajréteg nedvességtartalma közötti kapcsolat igen szoros.

Egy 8 napos időlépcső szerint olyan regressziós egyenlet kidolgozása vált lehetővé, melynek segítségével a talajnedvesség időbeli változása nagy pontossággal becsülhető. A mért és számított értékek kapcsolata 0—50 cm-es rétegmélység esetén: 0,923; 0—100 cm-es rétegmélység esetén: 0,890.

A közölt egyenletek alkalmazásával kapott eredmények a rövidre nyírt gyepfelszín alatti nedvességváltozást fejezik ki.

Növényi „állandók” bevezetésével a nedvességváltozás különböző fejlettségű termesztett növények talajára is megállapítható. A növényi állandók 0,8—1,2 értékhatár közöttiek.

Az ellenőrző számítások azt bizonyítják, hogy a modell eredményei jól közelítik a szélsőséges hidrometeorológiai helyzetben kialakult nedvességtartalmi értékeket is.

### Irodalom

- [1] BIGGAR, J. W. & TAYLOR, S. A.: Some aspects of the kinetics of moisture flow into unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **24**. 81—85. 1960.
- [2] BLANEY, H. F. & CRIDDLE, W. D.: Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. USDA Soil Conserv., Techn. Paper No. 96. 1950.
- [3] BOHNE, K.: Untersuchungen über den Jahresgang des Feuchtegehalts in einigen grundwasserferner Böden auf der Grundlage von Beziehung zwischen Witterung und Bodenfeuchte. *Albrecht-Thaer-Arch.*, 433—443. 1970.
- [4] GARDNER, W. R. & MAYHUGH, M. S.: Solutions and tests of the diffusion equation for the movement of water in soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **22**. 197—201. 1958.
- [5] KLUTE, A. & WILKINSON, G. E.: Some tests of the similar media concept of capillary flow: I. Reduced capillary conductivity and moisture characteristic data. *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.* **22**. 278—281. 1958.
- [6] KOVÁCS GY.: A szivárgás hidraulikája. Akadémiai Kiadó. Budapest. 1972.
- [7] LALIBERTE, G. E. & BROOKS, R. H.: Hydraulic properties of disturbed soil materials affected by porosity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **31**. 451—454. 1976.
- [8] NIELSEN, D. R., KIRKHAM, D. & VAN WIJK, W. R.: Measuring water stored temporarily above the field moisture capacity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **23**. 408—412. 1959.
- [9] PHILIP, J. R. & KNIGHT, J. H.: On solving the unsaturated flow equation: 3. New quasi-analytical technique. *Soil Sci.* **117**. 1—13. 1974.
- [10] RAJKAI K.: Talajfizikai tulajdonságok ökológiai célú meghatározása és alkalmazása. Kandidátusi tézisek. Budapest. 1983.
- [11] RAWLINS, S. L. & GARDNER, W. H.: A test of the validity of the diffusion equation for unsaturated flow of soil water. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **27**. 507—511. 1963.
- [12] RUZSÁNYI, L. & SZÁSZ, G.: The complex effect of some agronomical procedures and hydrometeorological factors on the water budget of the soil. In: *Ground Water in Water Resources Planning. UNESCO-IAH-IAHS. Internat. Symp. Koblenz.* 619—634. 1983.
- [13] TAYLOR, S. A. & CAVAZZA, L.: The movement of soil moisture in response to temperature gradients. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **18**. 351—358. 1954.
- [14] VARGA—HASZONITS Z.: Módszer a csupasz talaj párologtatásának és vízkészletének számítására. *Beszámolók az 1968-ban végzett tudományos kutatásokról. OMSz. Hiv. Kiadv. XXXV.*, 189—193. 1970.
- [15] VÁRALLYAY GY.: Háromfázisú talajrétegben végbemenő vízmozgás tanulmányozása. *Agrokémia és Talajtan.* **23**. 261—296. 1974.

Érkezett: 1984. november 30.



## Modelling and Estimation of Changes Occurring in the Moisture Content of Soils Under Various Cultivated Plants

G. SZÁSZ

University of Agrarian Sciences, Agrometeorological Observatory, Debrecen (Hungary)

### Summary

The amount of the soil's moisture content is a very important ecological factor. As its regular measurement is too complicated, there arose the necessity to determine it by calculation [Eq. (1)]. In the course of the trials, the estimation method was based on the equation of the moisture regime having the following components:  $\Delta R_{0-z}$  = change in the stored moisture reserve,  $Cs$  = precipitation,  $K_{Mv_z}$  = vertical moisture movement,  $TET$  = actual evapotranspiration,  $S_z$  = moisture loss through seepage in the  $z$  layer,  $E$  = outgoing flow and incoming flow.

As the exact determination of the various components sometimes presents difficulties, therefore the correlation coefficient between the relevant meteorological factors and the change occurring in the amount of the moisture content has been determined. In this way a stochastic multivariate equation has been set up [Eq. (2)]. The number of the variables of the equations set up for two layers of different thickness (0—50 cm, 0—100 cm) is different. The solved equations are valid for an 8-day time interval. Their variables are as follows:

In the case of  $\Delta R_{0-50}$ :

- $x_1$ : moisture content (mm) of the 0—50 cm soil layer on day  $t$ ;
- $x_2$ : 8-day amount of precipitation;
- $x_3$ : 8-day total of potential evaporation;
- $x_4$ : moisture content (mm) of the 50—100 cm soil layer on the 1st day;
- $x_5$ : average intensity of the 8-day precipitation;
- $x_6$ : code number indicating the moisture status of the 0—50 cm soil layer (0—16);
- $x_7$ : 8-day mean temperature of the soil at 10 cm below the surface;
- $x_8$ : 8-day total of global radiation (kJ/cm<sup>2</sup>).

In the case of  $\Delta R_{0-100}$ :

- $x_1$ : moisture content (mm) of the 0—100 cm soil layer on day  $t$ ;
- $x_2$ : 8-day amount of precipitation;
- $x_3$ : amount of precipitation during the previous 8-day period;
- $x_4$ : 8-day total of potential evaporation;
- $x_5$ : total potential evaporation during the previous 8-day period;
- $x_6$ : number of rainy days;
- $x_7$ : code number indicating the characteristics of the moisture profile;
- $x_8$ : mean soil temperature at 50 cm below the surface in the time interval between  $t-8$  and  $t+8$ ;
- $x_9$ : mean soil temperature at 10 cm below the surface in the time interval between  $t-8$  and  $t+8$ ;
- $x_{10}$ : mean soil moisture content in the given time interval computed by harmonic analysis.

The coefficients of the above variables may be found in Eqs. (3/a) and (3/b). The total correlation coefficients between the computed and measured values are as follows:

$$\Delta R_{0-50} \text{ (mm/8 days): } 0.923; \Delta R_{0-100} \text{ (mm/8 days): } 0.890.$$

The estimation equation was calculated on the basis of 178 samples.

The accuracy of the estimation is satisfactory for the given purpose because the error was less than  $\pm 20$  mm in 72 and 70 per cent of the cases, respectively. The annual change in the moisture content of the soil can be calculated by Eqs. (3/a) and (3/b) with adequate accuracy.

The moisture content values belong to a calcareous chernozem soil developed on loess. The stochastic model may be used to determine the moisture content of a soil covered by low grass. The moisture values under the various plant covers can be determined by using the so-called plant constants. The limit of these varies between 0.70—1.0.

*Table 1.* Mechanical composition of a calcareous chernozem soil from Kismacs (Debrecen). (1) Layers, cm. (2) Loss in HCl processing, %. (3) Mechanical fractions (particle size diameter in mm), %.

*Table 2.* Relationship between the change in the soil moisture content in 8 days ( $\Delta R$ ) and its determinants. (1) Variables. (2) Correlation coefficients.

*Table 3.* Percental distribution of differences between the calculated and measured values of the 8-day change in the moisture contents of the studied soil profiles ( $n=178$ ). (1) Difference between the measured and calculated values. (2) Percentage of occurrence. a) total.

*Fig. 1.* Sketch of the main components of the moisture balance in the upper soil layer. [See Eq. (1);  $C_s$ : precipitation;  $TET$ : evapotranspiration;  $E$ : outgoing flow and incoming flow;  $R$ : stored moisture reserve;  $S_z$ : seepage;  $K_{VM}$ : vertical moisture movement.] a) profile, cm, m; b) surface; c) bottom level.

*Fig. 2.* The continuously measured and calculated values of soil moisture in 1965. 1. Measured value; 2. Value calculated for 8-day periods. Horizontal axis: number of samplings ( $n$ ) and days. Vertical axis: moisture content, mm/0.5 m.

*Fig. 3.* Changes in the soil moisture content in 1970 and 1973. 1. Continuously measured values; 2. Calculated by Eq. (3/1) on the basis of the value measured on 8 March. Horizontal axis: months. Vertical axis: moisture content, mm/0.5.

*Fig. 4.* A. Average ratio of the actual evapotranspiration of various stands and low grass. B. Average ratio of soil moisture content under various stands and low grass. a) wheat; b) sugar-beet; c) maize; d) alfalfa. Horizontal axis: months.

## Modell einer Änderung im Wasservorrat des Bodens und Schätzung dieser Änderung unter Pflanzenkulturen

G. SZÁSZ

Agrometeorologisches Observatorium der Agrarwissenschaftlichen Universität, Debrecen (Ungarn)

### Zusammenfassung

Die Grösse des Feuchtigkeitsgehaltes im Boden ist ein sehr wichtiger ökologischer Faktor. Da die systematische Messung des Feuchtigkeitsgehaltes umständlich ist, ergab sich die Notwendigkeit, ihn durch Berechnung festzustellen (s. Gleichung (1)). Den Grund zur Schätzung bildete im Laufe der Untersuchungen die Wasserhaushaltsgleichung mit folgenden Komponenten:  $\Delta R_{0-z}$  = die im gespeicherten Wasservorrat aufgetretene Änderung;  $C_s$  = Niederschlag;  $K_{VM}$  = vertikale Wasserbewegung;  $TET$  = tatsächliche Evapotranspiration;  $S_z$  = Verlust durch Sickerung in der Schicht  $z$ ;  $E$  = Hin- und Abfluss.

Da die exakte Feststellung der einzelnen Faktoren oft an Schwierigkeiten stösst, wurde der Wert des Koeffizienten der zwischen den einzelnen meteorologischen Angaben und der Änderung in der Menge des gespeicherten Wasservorrats bestehenden Korrelation berechnet. Auf diese Weise gelangten wir zu einer multivariablen stochastischen Gleichung (2). Die Anzahl der Variablen in der für zwei Schichten (0—50 cm, und 0—100 cm) berechneten Gleichung ist

von einander abweichend. Die gelösten Gleichungen sind für ein Intervall von 8 Tagen gültig. Die Variablen sind die folgenden:

Im Falle der Gleichung  $\Delta R_{0-50}$ :

- $x_1$ : Wasservorrat in der 0—50 cm Bodenschicht (in mm) an einem  $t$  Tag;
- $x_2$ : Summe des Niederschlages von 8 Tagen;
- $x_3$ : Summe der potentiellen Verdunstung von 8 Tagen;
- $x_4$ : Feuchtigkeitsvorrat der 50—100 cm Bodenschicht (in mm) an dem ersten Tag;
- $x_5$ : mittlere Intensität des Niederschlages von 8 Tagen;
- $x_6$ : Feuchtigkeits-Codeziffer der 0—50 cm Bodenschicht (0—16);
- $x_7$ : durchschnittliche Bodentemperatur von 8 Tagen auf eine 10 cm Bodentiefe bezogen;
- $x_8$ : Summe der Globalstrahlung von 8 Tagen ( $\text{kJ}/\text{cm}^2$ ).

Im Falle der Gleichung  $\Delta R_{0-100}$ :

- $x_1$ : Wasservorrat in der 0—100 cm Bodenschicht (in mm) an einem  $t$  Tag;
- $x_2$ : Summe des Niederschlages von 8 Tagen;
- $x_3$ : Summe des Niederschlages in den vorangehenden 8 Tagen;
- $x_4$ : Summe der potentiellen Verdunstung von 8 Tagen;
- $x_5$ : Summe der potentiellen Verdunstung in den vorangehenden 8 Tagen;
- $x_6$ : Anzahl der Tage mit Niederschlag;
- $x_7$ : Codeziffer der Charakteristik des Feuchtigkeitsprofils;
- $x_8$ : Summe der Globalstrahlung von 8 Tagen ( $\text{kJ}/\text{cm}^2$ ).
- und  $t+8$ ;
- $x_9$ : Durchschnittliche Temperatur des Bodens in 10 cm Tiefe, berechnet für das Zeitintervall  $t-8$  und  $t+8$ ;
- $x_{10}$ : Mittelwert des Feuchtigkeitsgehaltes im Boden berechnet mit harmonischer Analyse für das genannte Zeitintervall.

Die Koeffizienten der obigen Variablen sind in den Gleichungen (3/a) und (3/b) ersichtlich. Korrelationskoeffizienten zwischen den gemessenen und berechneten Werten:

$$\Delta R_{0-50} [\text{mm}/8 \text{ Tage}]: R = 0,923;$$

$$\Delta R_{0-100} [\text{mm}/8 \text{ Tage}]: R = 0,890.$$

Die Berechnung der Gleichung zur Schätzung erfolgte aufgrund von 178 Proben.

Die Genauigkeit der Schätzung erfüllt die erfordernten Bedingungen, da in 72% bzw. 70% der Fälle der Fehler unterhalb von  $\pm 20$  mm lag. Mit Hilfe der Gleichungen (3/a) und (3/b) kann die Änderung im Feuchtigkeitsgehalt des Bodens während des Jahres mit entsprechender Genauigkeit berechnet werden.

Die Werte des Feuchtigkeitsgehaltes stammen von Proben eines auf Löss entstandenen tiefländischen Tschernosembodens mit Kalkhüllen. Das stochastische Modell dient zur Bestimmung des Feuchtigkeitsgehaltes des Bodens bei kurz geschorenem Rasen. Die Feuchtigkeitswerte unter verschiedenen Pflanzenbeständen können mittels sogenannter Pflanzenkonstanten festgestellt werden. Die Wertgrenze der Pflanzenkonstanten befindet sich zwischen 0,70—1,0.

*Tab. 1.* Körnung des Tschernosemboden mit Kalkhüllen von Kismacs bei Debrecen. (1) Bodenschichte, cm. (2) Verlust nach Behandlung mit Salzsäure. ‰. (3) Körnungsfraktionen (Körnchendurchmesser in mm), ‰.

*Tab. 2.* Zusammenhang zwischen der Änderung im Feuchtigkeitsgehalt während 8 Tage ( $\Delta R$ ) und den diese Änderung bestimmenden Faktoren. (1) Variable. (2) Korrelationskoeffizient.

*Tab. 3.* Perzentuelle Verteilung der Abweichungen zwischen der gemessenen und berechneten Änderung im Feuchtigkeitsgehalt des untersuchten Profils innerhalb von 8 Tagen ( $n=178$ ). (1) Differenz zwischen den gemessenen und berechneten Werten. (2) Häufigkeit in ‰.

a) Insgesamt.

*Abb. 1.* Skizze der Hauptkomponenten der Wasserbilanz in der oberen Bodenschichte. [s. Gleichung (1)]:  $CS$ : Niederschlag;  $TET$ : Evapotranspiration;  $E$ : Zu- und Abfluss;  $R$ : Wasservorrat;  $S_z$ : Sickerung;  $K_{vm}$ : kapillare Wasserhebung.] a) Bodenprofil: cm, m; b) Oberfläche; c) untere Grenzbenne.

*Abb. 2.* Laufend berechneter und gemessener Wert der Bodenfeuchtigkeit im Jahre 1965. 1. Gemessener Wert. 2. Wert berechnet aus dem Mittelwert von 8 Tagen. Abszisse: Anzahl der Probenahmen ( $n$ ) und der Tage. Ordinate: Feuchtigkeitsgehalt, mm/0,5 m.

*Abb. 3.* Änderung der Bodenfeuchtigkeit, berechnet mittels Gleichung (3/a) aufgrund des laufend und am 8. März gemessenen Wertes, in den Jahren 1970 und 1973. 1. Gemessener Wert. 2. Berechneter Wert. Abszisse: Monate. Ordinate: Feuchtigkeitsgehalt, mm/0,5 m.

*Abb. 4.* A. Durchschnittsquotient der tatsächlichen Evapotranspiration der verschiedenen Pflanzenbestände und des kurz geschnittenen Rasens. B. Durchschnittsverhältnis zwischen den Feuchtigkeitsvorräten unter den verschiedenen Pflanzenbeständen und dem kurz geschnittenen Rasen. a) Weizen; b) Zuckerrübe; c) Mais; d) Luzerne. Abszisse: Monate.

## Моделирование и оценка изменений запаса воды в почве под различными выращиваемыми культурами

Г. Сас

Дебреценский Аграрный Университет, Обсерватория Агрометеорологии, Дебрецен (Венгрия)

### Резюме

Запас влаги в почве является весьма важным экологическим фактором. Исходя из того, что систематическое измерение влажности затруднено, встала необходимость её определение путем расчёта [уравнение (1)]. Основу расчетов составляет уравнение со следующими компонентами:  $\Delta R_{0-z}$  = изменение запаса воды в почве;  $CS$  = осадки;  $K_{vm}$  = вертикальное движение воды;  $TET$  = действительная эвапотранспирация;  $S_z$  = потеря на фильтрацию слоя  $z$ ;  $E$  = отток и приток.

Поскольку экзактное определение отдельных факторов иногда затруднено, поэтому определили величину коэффициента корреляции изменения запаса воды в почве под влиянием отдельных метеорологических факторов. Таким путем мы получили одно стохастическое уравнение со многими переменными (2). Уравнение, составленное для двух слоев (0—50, 0—100 см) имеет различное число переменных. Расчёты по уравнениям действительны на 8 дней. Переменные величины следующие:

В случае уравнения  $\Delta R_{0-50}$ :

- $x_1$ : запас воды в слое почвы 0—50 см (в мм) в один  $t$  день;
- $x_2$ : количество осадков за восемь дней;
- $x_3$ : общее потенциальное испарение за 8 дней;
- $x_4$ : запас воды в мм, в слое почвы 50—100 см в первый день;
- $x_5$ : интенсивность выпадение осадков в среднем за 8 дней;
- $x_6$ : кодовое число влажности почвы в слое 0—50 см (0—16);
- $x_7$ : температура почвы в среднем за 8 дней на глубине 10 см;
- $x_8$ : сумма глобальной радиации за 8 дней (кДж/см<sup>2</sup>).



В случае уравнения  $\Delta R_{0-100}$ :

- $x_1$ : запас воды в слое 0—100 см (в мм) в один  $t$  день;
- $x_2$ : сумма осадков за 8 дней;
- $x_3$ : сумма осадков в предшествующие 8 дней;
- $x_4$ : общее потенциальное испарение за 8 дней;
- $x_5$ : общее потенциальное испарение за предшествующие 8 дней;
- $x_6$ : количество дней с осадками;
- $x_7$ : кодовое число, характеризующее профиль влажности;
- $x_8$ : средняя температура почвы на глубине 50 см между  $t-8$  и  $t+8$  днями;
- $x_9$ : средняя температура почвы на глубине 10 см между  $t-8$  и  $t+8$  днями;
- $x_{10}$ : среднее значение содержания влаги в почве на определенный интервал времени, определенное расчетным путем.

Коэффициенты вышеприведенных переменных можно найти в уравнениях (3/а) и (3/б). Коэффициенты корреляции между измеренными и рассчитанными величинами следующие:

$$R_{0-50} \text{ [мм/8 дней]: общий коэффициент корреляции: } 0,923;$$

$$R_{0-100} \text{ [мм/8 дней]: общий коэффициент корреляции: } 0,890.$$

Уравнение было составлено на основе 178 образцов.

Точность оценки удовлетворяет выдвигаемым ей требованиям, поскольку в 70 или 72%-ах случаев погрешность составляет  $\pm 20$  мм. По уравнениям (3/а) и (3/б) можно с требуемой точностью рассчитать годовое изменение запасов влаги в почве.

Величины влажности относятся к равнинному мицелярному чернозему, образовавшемуся на лёссе. Разработанная модель служит для определения влажности почвы под низко скошенным лугом. Для определения влажности почвы под другими культурами вводится т.н. „поправка на культуру”, которая изменяется в пределах 0,70—1,0.

*Табл. 1.* Механический состав дебреценого (Кишмач) мицелярного чернозема. (1) Слой почвы в см. (2) Потеря на обработку соляной кислотой, %. (3) Механические фракции (размер почвенных частичек в мм), %.

*Табл. 2.* Изменение влажности почвы за 8 дней ( $\Delta R$ ) и связь факторов, определяющих это изменение. (1) Переменная. (2) Коэффициент корреляции.

*Табл. 3.* Процентное распределение разниц между рассчитанными и измеренными в разрезе величинами влажности за 8 дней ( $n=178$ ). (1) Разница между измеренными и рассчитанными величинами. (2) Процент частоты. а) всего.

*Рис. 1.* Схема основных составных водного баланса верхнего слоя почвы. смотри уравнение (1):  $Cs$ : осадки;  $TET$ : эвапотранспирация;  $E$ : отток, приток;  $R$ : запасы воды;  $S_z$ : фильтрация;  $K_{vm}$ : капиллярное поднятие воды.] а) разрез, см, м; б) поверхность; с) нижняя граница.

*Рис. 2.* Систематически измеряемая и систематически вычисляемая величина влажности почвы в 1965 году. 1. Влажность измеренная по отдельным образцам. 2. Величина, рассчитываемая каждые 8 дней. По горизонтальной оси: количество взятых образцов ( $n$ ) и число дней. По вертикальной оси: влажность, мм/0,5 м.

*Рис. 3.* Изменение влажности почвы — рассчитанной по уравнению на основе систематически измеренных и измеренной 8 марта величин — В 1970 и 1973 годах. 1. Измеренная величина. 2. Рассчитанная величина. (по уравнению 3/а). По горизонтальной оси: месяцы. По вертикальной оси: влажность, мм/0,5 м.

*Рис. 4.* Среднее частное действительной эвапотранспирации различных культур и низко скошенного луга (дернины). В. Среднее соотношение запасов влаги под различными культурами и низко скошенным лугом (дерниной). а) пшеница; б) сахарная свекла; с) кукуруза; д) люцерна. По горизонтальной оси: месяцы.